3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人	主任研究員	松原 誠
防災科学技術研究所	特別研究員	ヤノ トモコ
地震津波火山ネットワークセンター		エリザベス

(c) 業務の目的

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限 や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討する。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

日本列島の活断層-震源断層システムの構造的な特徴の抽出のために必要となる3次元 地震波速度トモグラフィ・微小地震活動などの地震学的データの収集・整理を行った。 2) 平成 30 年度:

平成 29 年度に収集した微小地震活動やトモグラフィなどのデータを元に、近年発生した内陸地震の震源断層域およびサブテーマ(1)で実施した反射法地震探査周辺の活断層における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

3) 令和元年度:

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下 限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

東北日本中部等の断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、 地震発生層の下限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な 特徴を検討した。

(b) 業務の実施方法

1) 東北地方中部における地震発生層の厚さ

防災科研 Hi-net の震源カタログをもとに、2000 年 10 月~2017 年 12 月の地震につい て Matsubara et al. (2019)による三次元地震波速度構造を用いて震源再決定を行った。そ のカタログに基づいて地震発生層を解析した。ある領域内の地表から深さ 25km までの地 震活動のうち、全体の10%の地震が起きている深さ(D10)を地震発生層の上限、全体の90%の地震が起きている深さ(D90)を地震発生層の下限とした。断層近傍の地震活動に着目するため、あるグリッドから±0.1°の矩形内に地震が11個以上ある場合にD10とD90を解析した。2003年宮城県北部の地震、2008年岩手・宮城内陸地震については、地震前後のD90を推定した。その結果と、温度構造や地震時すべり域、余震分布などを比較した。地下の温度構造は、防災科研 Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量(Matsumoto et al., 2007)等のデータを用いてTanaka (2004)や田中(2009)の手法を用いて推定した。

2) 地殻・最上部マントルの構造的な特徴の検討

山形県北部について、深さ 10km および 20km における P 波速度構造および Vp/Vs 構造と発震機構解を比較した。

(c) 業務の成果

1) 東北地方中部における地震発生層の厚さ

2003 年宮城県北部の地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した地下の温度 が 300℃の深さ(D300℃)、余震活動、三次元地震波速度構造を図1に示す。本震前は観 測期間も短く地震活動が少ないため、地震活動から D90 の推定は困難であるが、D300℃ では深さ 10~13 km 程度である。実際の余震活動からは D90 は 14 km であった。地震活 動が少ない地域では、地震発生層の下限は温度構造から推定可能である。



図 1 宮城県北部地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 震源分布、 (e) P 波速度構造、(f) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。 2008 年岩手・宮城内陸地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した地下の温 度が 300℃の深さ(D300℃)、地震時すべり域(Suzuki et al., 2010)、余震活動、三次元 地震波速度構造を図2に示す。活火山近傍であるため D90 は6~10 km である。一方、 D300℃はさらに浅く5 km 程度である。地震時すべり域のうち大きなすべりは深さ7 km 程度までであり(Suzuki et al., 2010)、火山地帯のように温度構造が特殊な場合は、地震 活動から推定される D90 を評価対象とすべきであることが分かる。



図 2 岩手・宮城内陸地震の(a)本震前の D90、(b)本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震 時すべり量、(e)震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

東北地方の D90 を図3に示す。活火山近傍では D90 は約8km と浅いが日本海沿岸では 20km 以深まで達する。千屋断層付近では、東で深く、西側で浅いことが分かる。モホ 面の深さ(Matsubara et al., 2017)と比較すると火山の下での深いモホ面と浅い D90 が 対応すると同時に、日本海側での浅いモホ面と深い D90 が対応する。千屋断層を挟んで東 で深いモホ面と浅い D90 が、西側では浅いモホ面と深い D90 が対応して調和的である。



図3 (a) 東北地方の D90 の分布。4 km 毎の等値線を太い青線で、2 km 毎の等値線を細い線で示す。(b) 東北地方のモホ面の分布。青矢印は千屋断層の位置を示す。

2) 地殻・最上部マントルの構造的な特徴の検討

山形県北部の深さ 10 km および 20 km の P 波速度パータベーションおよび Vp/Vs と P 軸および T 軸の分布を図4に示す。上部地殻では P 波速度は火山近傍を除いて高速度であ り、地震活動は高 Vp/Vs の周囲や低 Vp/Vs 域で活発である。一方、下部地殻では日本海側 で地震活動が活発であるが、その領域は P 波高速度かつ低 Vp/Vs 域である。



図 4 山形県北部の(a)(b) 深さ 10 km および(c)(d) 20 km の(a)(c) P 波速度構造と(b)(d) Vp/Vs 構造および P 軸および T 軸の分布

(d) 結論ならびに今後の課題

三次元地震波速度構造により震源の深さを高精度に決めたことにより、地震発生層の上限および下限をさらに精度良く推定することが可能となった。また、地殻熱流量から推定した温度構造の結果とも調和的である。さらに、D90の深いところとモホ面の浅い領域、D90の浅い領域とモホ面の深い領域が調和的であることも多い。

一方、地震活動が活発でないところでは、地震活動から D90 を推定することは困難である。同時に、活火山近傍など温度構造が特異な領域もある。それぞれの解析が困難な領域では、もう一方の解析により、地震発生層の下限が推定可能と考えられる。

地表付近の温度構造から推定する地殻熱流量により地下の温度構造を推定しているが、 今後、地震波速度構造から推定した温度構造を合わせて地下の物質などと合わせて議論す ることにより、より精度の高い D90 の解析や地震活動が不活発な領域での D90 の推定に も結び付けられると期待される。

(e) 引用文献

- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese Island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves Probing Earth System, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 田中明子,地球浅部の温度構造-地震発生層との関連,地震,61,S239-S245,2009.
- Suzuki, W., S. Aoi and H. Sekiguchi, Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and A. D. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics, 710-711, 97-107, doi:10.1016/j.tecto.2016.11.025, 2017.

(3) 平成29~令和元年度の研究報告

(a) 業務の要約

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限 や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(b) 業務の実施方法

1) 内陸地震震源域における地震発生層の下限の推定

防災科研Hi-netが観測を開始した後に発生した内陸に地震について、地震活動から推定される地震発生層の下限と地殻熱流量から推定される温度構造から求められる地下300℃の深 さの分布、地震時すべり域、余震分布などを比較した。地下の温度構造は、防災科研Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量(Matsumoto et al., 2007)等のデータ を用いてTanaka (2004)や田中(2009)の手法を用いて推定した。

2) 活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴

断層帯の地震波速度構造および三次元地震波速度構造をもとに解析した発震機構解を用いて、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(c) 業務の成果

1) 内陸地震震源域における地震発生層の下限の推定

2016 年熊本地震の D90 と地下の温度が 300℃の深さ(D300℃) や地震時すべり域、余 震分布などの比較を図5に示す。本震前の地震活動から推定される D90 は南西で 14 km および北東で 10 km、北東端で8 km であった。地震時すべり域から大きなすべり域は深 さ 13 km 程度までであり、余震分布をみると深い方へ伸びているが、大地震の強震動を起 こす断層破壊域の下限としては、D90 から推定される深さが妥当と考えられる。



図 5 熊本地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震時すべり量、 (e) 震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2003 年宮城県北部の地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した D300℃、 余震活動、三次元地震波速度構造を図6に示す。本震前は観測期間も短く地震活動が少な いため、地震活動から D90 の推定は困難であるが、D300℃は深さ10~13 km 程度である。 実際の余震活動からは D90 は 14 km であった。このように、地震活動が少ない地域では、 地震発生層の下限は温度構造から推定可能である。



図 6 宮城県北部地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 震源分布、 (e) P 波速度構造、(f) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2008 年岩手・宮城内陸地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した D300℃、 地震時すべり域 (Suzuki et al., 2010)、余震活動、三次元地震波速度構造を図7に示す。 活火山近傍であるため D90 は6~10 km である。一方、D300℃はさらに浅く5 km 程度 である。地震時すべり域のうち大きなすべりは深さ7 km 程度までであり (Suzuki et al., 2010)、火山地帯のように温度構造が特殊な場合は、地震活動から推定される D90 を評価 対象とすべきであることが分かる。



図 7 岩手・宮城内陸地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震 時すべり量、(e) 震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2) 活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴

琵琶湖西岸・花折断層帯について、3次元地震波速度トモグラフィ・微小地震活動など の地震学的データの収集・整理を行った。近畿地方北部の微小地震のP軸およびT軸の分 布を図8に示す。琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯を横切る東西断面を図9~10に示 す。図示した結果、地震活動は花折断層帯の下では深さ10~15kmに多く、横ずれ型の地 震が多いことが分かった。一方、琵琶湖西岸断層帯の下では深さ15km以深で地震活動が 活発であり、逆断層型の地震が多く発生していた。琵琶湖西岸断層帯の長期評価では、断 層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層ということがわかっており、逆断層型の 地震が多いという本研究の結果はこれまでの活断層の長期評価における断層の型と一致す る。



図8 近畿地方北部における(a) 圧縮(P) 軸および(b) 伸張(T) 軸の分布。



 図 9 北緯 35.43°における速度構造(Matsubara et al., 2019)と震源分布と P 軸や T 軸の 分布。(a) P 波速度パータベーション、(b) S 波速度パータベーション、(c) Vp/Vs を 示す。B は琵琶湖西岸断層帯の、H は花折断層帯の地表トレースの位置を示す。



図 10 北緯 35.16°における速度構造(Matsubara et al., 2019)と震源分布と P 軸や T 軸の分布。(a) P 波速度パータベーション、(b) S 波速度パータベーション、(c) Vp/Vsを示す。B は琵琶湖西岸断層帯の、H は花折断層帯の地表トレースの位置を示す。

東北地方の D90 を図 11 に示す。活火山近傍では D90 は約8km と浅いが、日本海沿岸 では 20km 以深まで達する。千屋断層付近では、東で深く、西側で浅いことが分かる。モ ホ面の深さ(Matsubara et al., 2017)と比較すると火山の下での深いモホ面と浅い D90 が対応すると同時に、日本海側での浅いモホ面と深い D90 が対応する。千屋断層を挟んで 東で深いモホ面と浅い D90 が、西側では浅いモホ面と深い D90 が対応して調和的である。



図 11 (a) 東北地方の D90 の分布。4 km 毎の等値線を太い青線で、2 km 毎の等値線を細い線で示す。(b) 東北地方のモホ面の分布。青矢印は千屋断層の位置を示す。

中央構造線(MTL)付近の D90 を図 12 に示す。北側では深く、南側では浅い。しかし、 西側では地震活動が不活発のため、地震活動からの推定は困難である。



 図 12 MTL 周辺の D90 の分布。(a) ±0.1° 四方に地震が 11 個以上ある場合、(b) ±0.2°
四方に地震が 11 個以上ある場合。 4 km 毎の等値線を太い青線で、 2 km 毎の等値 線を細い線で示す。黄矢印は MTL を示す。

発震機構解からは、この領域の圧縮場や引張場の方向が推定できる(図13~15)。東経 133.2°~133.5°では、中央構造線断層帯付近の微小地震の発震機構解は南北引張の正断層 型と南北引張東西圧縮の横ずれ断層が共存している。一方、東経133.6°および133.7°にお いては南北引張東西圧縮の横ずれ断層が主である。日本列島は広域としては太平洋プレー トの沈み込みに依る東西圧縮場であり、この地域では南からフィリピン海プレートが沈み 込むことにより、南北方向に圧縮する力も働くことが考えられる。しかし、発震機構解か らは南北引張場である。このことは相対的にフィリピン海プレートによる南北圧縮の力よ りも太平洋プレートによる東西圧縮の力が卓越していることを示す。また中央構造線断層 帯の断層面は北傾斜であるが、発震機構解では横ずれ断層型の地震が多いことも特徴的で ある。



図 13 東経 133.2°における速度構造(Matsubara et al., 2019)、震源分布及び発震機構 解。左列上から震源分布と断面位置図、P 波速度構造、S 波速度構造、Vp/Vs、右列 上から発震機構解と断面位置図、P 波速度パータベーション、S 波速度パータベー ション、P 波速度を示す。黒点は 2000 年 10 月 1 日~2017 年 12 月 31 日までの防 災科研 Hi-net で決められた M2.0 以上の地震を Matsubara et al. (2019)の三次元 地震波速度構造を用いて再決定した震源である。▼は中央構造線断層帯の地表の位 置を、赤矢印は中央構造線断層帯から北傾斜の面状の地震活動を示す。発震機構解 は三次元地震波速度構造を用いて再決定したものをそれぞれの断面に対して下半球 投影で表示している。



図 14 東経 133.5°における速度構造(Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。 図の緒言は図 13 と同じ。



図 15 東経 133.7°における速度構造(Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。 図の緒言は図 13 と同じ。

(d) 結論ならびに今後の課題

地表付近の温度構造から推定される地下の温度構造は、地熱地帯や滞留の存在などにより、地下の精確な温度構造を推定できていない場合も考えられる。一方、地震活動が少ないところでは、地震活動から D90 を推定することは困難である。地震波速度構造による Vp, Vs, Vp/Vs 等から推定される温度構造や地下に存在する物質などを合わせて議論する ことにより、伏在断層も含めて、日本全国の D90 の推定に結び付くことが期待される。

(e) 引用文献

- Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and A. D. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics, 710-711, 97-107, doi:10.1016/j.tecto.2016.11.025, 2017.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese Island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves-Probing Earth System, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- Suzuki, W., S. Aoi and H. Sekiguchi, Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.

田中明子,地球浅部の温度構造-地震発生層との関連,地震,61,S239-S245,2009.